



# 胶东金矿成矿系统分析

单伟<sup>1,2</sup>, 张增奇<sup>1,2</sup>, 程光锁<sup>1,2</sup>, 孙伟清<sup>1,2</sup>, 张文佳<sup>1,2</sup>

(1. 山东省地质科学实验研究院, 山东 济南 250013; 2. 山东省金属矿产成矿地质过程与资源利用重点实验室, 山东 济南 250013)

**摘要:** 胶东地区中生代形成的内生金矿床类型众多, 分布广泛。文章从成矿系统组成的角度, 以金矿床的类型、赋存状态、展布特征, 成矿深度等为依据, 结合中生代区域构造背景、构造演化过程, 着重讨论了胶东金矿的成矿物质来源、成矿作用、成矿期后改造。胶东金矿矿集区形成的根本原因在于区域上中国东部中生代岩石圈大规模减薄, 以及由此引起的大规模的岩浆活动。各种类型的金矿床是在统一的构造背景下, 成矿流体沿构造通道上升形成的形式多样的热液矿床, 矿床分布不受岩性控制, 而与同期的构造活动密切相关。地球分异早期形成的中生代早期位于下地壳的具有较高金丰度值的太古宙古陆核及元古宙古陆壳是胶东地区金成矿的主要物质基础(矿源岩)。成矿过程中由于壳、幔相互作用导致了成矿流体成分复杂, 来源多样。胶东地区未来的金矿勘查, 具有广阔的前景, 未来的勘查方向应在理论指导下, 努力拓展勘查模式和矿床勘查类型。

**关键词:** 金矿特征; 矿源岩; 成矿系统; 成矿模式; 胶东

**中图分类号:** P618.51

**文献标识码:** A

## 0 引言

胶东地区金矿的勘查与研究工作已经进行了几十年, 在取得丰硕勘查成果的同时, 对于胶东地区金矿区域成矿系统的研究也取得了深刻的认识。总结前人的研究成果, 在系统论的指导下充分认识区域地质构造演化的阶段性、地质过程的整体性和关联性, 对系统认识胶东地区金成矿作用, 寻找新的远景勘查区具有重要的指导意义。

胶东金矿集中分布于鲁东地区的招远、莱州、栖霞、蓬莱、牟平、乳山地区, 尤以招(远)-莱(州)和牟(平)-乳(山)金矿矿集区为最, 是大型—超大型金矿矿集区。区内发育有 3 条重要的内生金成矿带: 招掖金矿带、牟乳金矿带和栖霞金矿带, 集中分布于胶北隆起带上, 其中招掖成矿带金矿储量占整个成矿区的 90%。

胶东金矿矿集区所属大地构造单元为胶北隆起, 位于中-新生代滨太平洋西部的大陆边缘活动带内, 华北板块东部前寒武纪结晶基底区, 地表主要出

露太古宙胶东岩群和元古宙荆山群、粉子山群及蓬莱群前寒武纪变质地层; 构造活动为早期的韧性变形基础上广泛叠加后期脆性断裂; 岩浆岩以中生代侵入体为主。金矿的形成与中生代燕山期花岗岩有密切的关系。

## 1 胶东金矿特征

### 1.1 金矿床类型

胶东金矿根据矿床特征可划分为 5 种类型: 破碎带蚀变岩型、石英脉型、硫化物石英脉型、层间蚀变角砾岩型、变质热液型石英脉型, 前 3 种为主要类型。成矿期为 140~100 Ma, 同步或略滞后于中生代花岗岩岩浆活动, 成矿高峰期集中于 130~110 Ma 间<sup>[1]</sup>。

### 1.2 金矿床展布特征

金矿体的赋存状态、空间分布、与相关地质体的关系等展布特征, 对于研究金矿体的成矿作用、预测勘查方向具有重要的指示意义。该文首先从能直接

\* 收稿日期: 2010-12-18; 修订日期: 2011-10-08; 编辑: 程光锁

作者简介: 单伟(1970—), 男, 河北乐亭人, 工程师, 主要从事构造地质学、矿产地质研究工作; E-mail: shwei2003663@sina.com.cn.

反映成矿作用结果的矿体展布特征的角度来揭示地层、岩相、构造对胶东地区金成矿作用的控制。

1.2.1 矿体分布与地层的相关性

区内出露的胶东岩群、荆山群、粉子山群等太古宙、元古宙变质地层,有研究者认为其构成了胶东地区的花岗-绿岩体[2],金矿床的分布受绿岩带层序、构造、岩浆作用、退变质带等多因素的控制,具有趋群性、成带性[3]。具体表现在胶东金矿床大部分位于基底变质岩系与花岗岩的断裂接触带内。对于这种金矿床与地层之间的空间耦合性,传统认为胶东地区以胶东岩群为代表的前寒武纪变质岩系为胶东金矿的中间矿源岩,而以海底中基性火山岩到钙质

及泥质碎屑岩为主的太古-元古代沉积原岩被视为初始矿源岩,主要在中生代交代重熔变质而成的花岗岩是直接矿源岩系[4]。对于这种认识多基于绿岩体具有较高的金丰度,同时具有一定的矿化。但同时却从没有元素向矿体逐渐过渡证据,矿体严格受断裂控制,与围岩之间成构造接触。

1.2.2 矿体分布与中生代岩浆岩岩体的相关性

胶西北矿集区位于环太平洋花岗岩带内,岩浆活动强烈,侵入岩十分发育,出露了大量花岗岩,其中与金矿形成有关的主要是玲珑型花岗岩、郭家岭型花岗岩[5]以及周围密集分布的脉岩。金矿体分布与以上岩体间存在密切的相关性(图 1)。

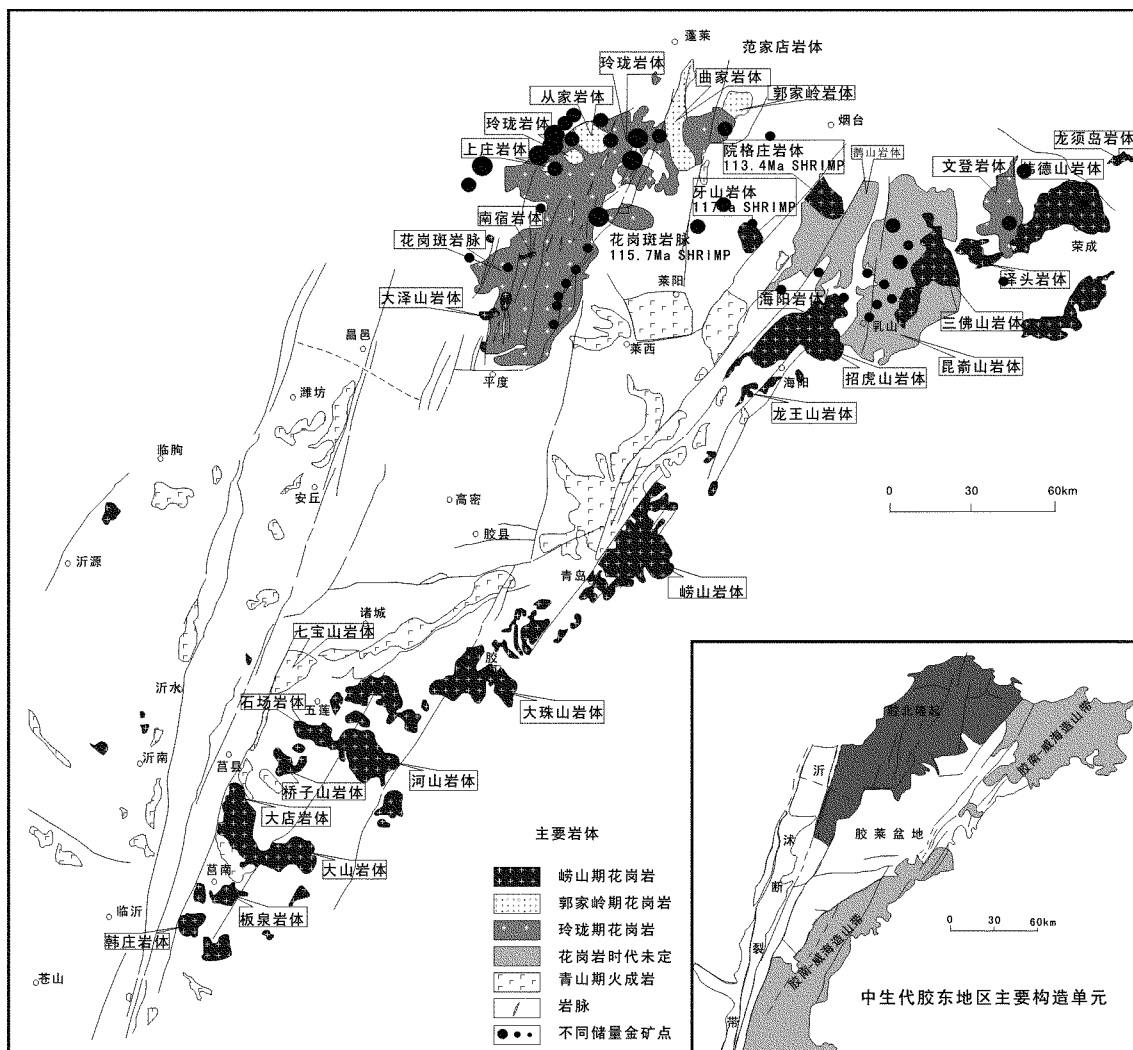


图 1 胶东地区岩浆岩、金矿分布简图[1,6]

首先,矿体的形态和空间分布受花岗岩体分布的控制。绝大部分金矿床直接产在玲珑花岗岩和郭家岭花岗岩中或其边缘及外接触带中,矿床一般分

布在岩体内或周围 0~4 km 范围内,矿体位于断裂中与围岩成断层接触。重磁资料显示郭家岭花岗岩体总体倾向为 SW,而分布在该岩体内或周围的金

矿床则绝大多数集中在岩体的南西部。其次,所有金矿床及其周围均有大量中基性脉岩出露,这些岩脉还常常与金矿体密切伴生,无论是地表还是深部。另外,在成岩成矿时代上,胶东矿集区花岗岩年龄分布在 180~80 Ma<sup>[1]</sup>,玲珑岩体的成岩年龄约为 160~140 Ma<sup>[7]</sup>,郭家岭岩体的成岩年龄约在 130~126 Ma<sup>[7,8]</sup>,中基性岩脉的形成年龄在 150~90 Ma。有研究者测定其形成时间集中在 125~115 Ma<sup>[9]</sup>。金矿床的形成年龄在 88~135 Ma 之间,大规模成矿则集中在 130~110 Ma<sup>[1]</sup>。

金矿床的形成和分布与中生代的岩浆岩体的形成与分布存在时空耦合性。

### 1.2.3 矿体分布的构造控制

胶东金矿的分布与构造关系密切。构造对矿体的控制主要表现在以下几个方面:首先,沿着不同时期花岗岩的接触界面及花岗岩与太古宙地质体接触线界面形成的构造破碎带对矿体的形态、产状及空间分布状态起着重要的控制作用。其次,矿体赋存于中生代处于拉张状态下的 NNE 向、NE 向断裂带内,严格受断裂控制。赋存部位主要在主断裂面的下盘。沿断裂走向、倾向转弯部位或构造交会部位是矿体的有利赋存部位。矿体形态、矿化强度、矿石结构构造严格受构造蚀变带制约。构造带内的裂隙构造控制着含多金属硫化矿物细脉的分布,对金的富集起重要作用。在平面上,矿床沿断裂带呈串珠状分布,如三山岛、仓上大型金矿床赋存于三山岛-仓上断裂中,焦家断裂控制了焦家、新城等大型金矿床的分布,招(远)-平(度)断裂中赋存有夏甸、大尹格庄等金矿。

基于以上的特征分析,在胶东地区金矿勘查中,对控矿条件形成了以下认识:发育中生代岩体;NNE,NE 向断裂;岩体与地层接触面。

## 2 胶东金成矿系统分析

矿床的形成是一个完整的地质过程(“源-运-聚-储”)。这一地质过程是处于高能或潜能阶段的成岩成矿物质,在适当的介质中(熔融体、内生和外生的水溶液)中迁移、搬运到适当的空间、产生分异和富集的结果。成矿物质从分散状态一介质搬运迁移一形成有用元素的富集,构成了在控制论意义上的完整的、相互联系的一个成矿系统。成矿系统是在一定时-空域中由控制成矿诸要素结合成的、具有

成矿功能的统一整体<sup>[10]</sup>,是由成矿环境、矿质来源、控矿因素、成矿过程、成矿产物(矿床组合及有关异常)和成矿后改造保存等一系列要素组成的一个自然作用体系。包括控矿要素、成矿作用过程、形成的矿床系列和异常系列以及成矿后的改造、保存等几方面的基本内容。

该文将从成矿构造背景、矿质来源、控矿因素、成矿过程、成矿产物和成矿期后的改造等方面来分析胶东金矿床的成因。

### 2.1 成矿构造背景

近年来地质研究已发现并证实华北东部在中生代前后动力学机制发生过重大转折。胶东金矿集区所属的华北东部在古生代末一早中生代,经历了古特提斯构造域向太平洋构造域的重大构造环境的转变,位于华北板块与扬子板块间的中央造山带主要是晚三叠世造山带,胶东半岛东南部的苏鲁造山带是其东延部分。研究表明,扬子与华北古板块的强烈碰撞发生于三叠纪晚期<sup>[11-14]</sup>,约 210~220 Ma<sup>[11,15,16]</sup>。造山带碰撞形成的岩石圈挤压、拆离、俯冲、缩短、增厚、隆升等构造作用,在古华北地区形成了厚度巨大的岩石圈;大约 160 Ma<sup>[17]</sup>,中国东部岩石圈开始发生伸展减薄,岩石圈伸展减薄作用在早白垩世达到高潮(130~120 Ma),并在晚白垩世最终结束,以 A 型花岗岩和玄武岩类发育为结束标志<sup>[18,19]</sup>。作为对中生代构造转换和岩石圈减薄这一陆内动力学过程的直接响应,华北东部陆壳特别是下地壳物质发生剧烈重组和重熔,壳、幔物质大量的交换和混合,引发了强烈的花岗岩岩浆活动,流体作用异常活跃,形成了一个新的岩浆-流体-成矿系统<sup>[20]</sup>。

### 2.2 矿质来源

胶东金矿金元素的物质来源一直是一个焦点问题,早期的研究一直将新太古代-古元古代形成的胶东岩群、荆山群、粉子山群等具有绿岩性质的前寒武结晶基底作为胶东金矿的矿源层,认为金元素的富集是岩浆期后热液析出围岩中的金元素形成的,其主要依据是胶东金矿的出露与绿岩带的分布有空间上的耦合关系,同时绿岩带具有较高的金背景值,在世界上也确实存在着绿岩带型的大型金矿床。后来随着研究的深入,对胶东岩群的认识发生了重大的变化,胶东岩群的主体是中深变质的新太古代侵入

的 TTG 岩套,真正的绿岩带(变镁铁质火山岩、火山-沉积岩)是包在其中的残留体。相应的对于金元素的来源则又形成了原始矿源系(花岗绿岩带)、衍生矿源系(表壳岩、变质变形侵入岩)、直接矿源岩系(中生代侵入岩)等一系列的认识。近年来随着示踪同位素测试手段的广泛应用,对胶东金矿成矿元素的来源有了更加深刻的认识,但是由于没有直接的金元素的来源证据,只能通过金的伴生元素的来源示踪金的来源,对于金元素的来源的认识则更加多样化。研究者认识到成矿物质具有多源性,主要观点有:①地壳或花岗绿岩地体和孔兹岩系;②地幔;③燕山期花岗岩;④幔混合作用等<sup>[1]</sup>。对于以上观点,都有不同的证据加以说明,似乎无法判明哪一种更加合理,更何况这些认识产生所依据的一些基础数据本身就可能存在争议。笔者认为对于细微的证据无法精确说明的问题,从宏观的角度往往可以更好地加以解释。结合胶东金矿成矿的地质背景,成矿时间,尤其是金元素的地球化学动力学行为特征,中生代侵入岩的地球化学特征及金元素的背景值的变化等一系列与金成矿作用相关的因素综合考虑,对于胶东的金矿金元素的来源问题则会有一个较为清晰的认识。

地球是一个高度分异的球体,现今所存在的圈层结构就是地球在地质演化过程中不断分异的结果。这种宏观的分异结果也是各种化学元素分异的具体体现。在地球的混沌状态到分异形成圈层之际——地壳形成初期,元素在各圈层中的分布已经有了雏形。其后随着地球的演化,地质作用过程中各圈层间物质不断进行分异、交换,各圈层中元素的分布量也在不断变化。同时,伴随着壳、幔物质循环,原始地壳内部也进一步分异,使元素在地壳各部分之间不断迁移,引起不同部分或区段元素的含量变化,即元素分布量的变化。元素在各种圈层或大地构造相之间进行再分配导致元素在一种相中的强烈贫化,并伴随着在另一相中的明显富集。大陆地壳是在地质历史过程中通过地幔部分熔融岩浆向上侵入或喷出逐步形成的,形成地壳后的残余地幔部分就成为现今贫化或亏损的地幔。大洋中脊玄武岩(MORB)是贫化地幔的典型代表。这一过程是在漫长的地质过程中逐渐完成的,在元素分异的不同阶段,不同的地质时期形成的地质体中元素的分配量存在着差异,这种差异相应的保存在不同时期形成

的地质体中,同时也记录了地球的演化过程。

研究表明,地球中金的丰度值为  $\omega(\text{Au})=0.16 \times 10^{-6}$ <sup>[21]</sup>,国际地球化学参考模型 GSRM 给出的大陆上、中、下地壳、地壳整体以及洋壳中金的丰度值分别为: $\omega(\text{Au})_{\text{上}}=1.8 \times 10^{-9}$ , $\omega(\text{Au})_{\text{中}}=0.66 \times 10^{-9}$ , $\omega(\text{Au})_{\text{下}}=1.35 \times 10^{-9}$ , $\omega(\text{Au})_{\text{陆壳}}=1.21 \times 10^{-9}$ , $\omega(\text{Au})_{\text{洋壳}}=0.23 \times 10^{-9}$ 。地幔成分中金的丰度值为: $\omega(\text{Au})=0.98 \times 10^{-9}$ 。从以上的数据中可以看出,形成年代最新的洋壳中金的丰度值最低。以上数据表明了在地球的分异过程中金元素的行为模式。Au 作为亲铁元素,在分异过程中逐渐进入地核中。地幔中的 Au 逐渐减少,从地幔中分异出来的洋壳的丰度值最低。部分地壳中较高的金丰度值是在不同时期的分异过程中以固体形态保留在地壳中的残留量,这种现象可以很好地解释太古宙形成的绿岩带普遍具有较高的金背景值,并且总是伴有大规模的金成矿作用的原因。上地壳地质体中金的分配量随着形成时代的向后推移逐渐降低的趋势正是由于具有亲铁习性的金元素在分异作用下逐渐向地核汇聚所造成的。而进入上地壳的亲石元素,则可能代表了源于更原始下地壳的壳内部分熔融或更古老大陆地壳的熔融作用形成的物质。因此,胶东绿岩带—变质沉积凝灰岩、火山岩的存在,并不仅仅指示了高的金背景值,它同时也表明在深部存在着同样具有高金丰度值的古陆壳—太古宙形成的古陆核<sup>[22]</sup>,地球分异早期形成的中生代早期位于下地壳的具有较高金丰度值的古陆壳的才是胶东地区金成矿作用的物质基础(矿源岩)。笔者认为这可以解释胶东地区出露地表的花岗-绿岩带与金矿伴生,但如果作为直接矿源岩系,太古宙、元古宙地层作为围岩与矿体之间常存在截然边界的原因。

### 2.3 成矿过程

元素富集成矿的可能性并不完全取决于元素克拉克值,还取决于元素地球化学性质即元素迁移能力、活动性以及促进元素富集的动力机制、成矿作用等。Au 的浓集系数为 6 000(工业品位与克拉克值之比),但金的大型、超大型矿床很多,表明金的活动和迁移能力很强。同时,大型、超大型金矿的存在还需要强烈的成矿作用。在大陆地壳生长过程中,几乎所有成矿元素都从地幔分异出来进入地壳——这个接近地球表层的主要矿石仓库,在此过程中成矿

作用进一步增大了金属的浓度。

### 2.3.1 区域构造演化

中生代以来的胶东地区岩石圈减薄是一个连续过程。侏罗纪晚期(160~140 Ma)形成了以玲珑、昆崙山和滦家河为代表的大面积壳源二长花岗岩,表明当时地壳厚度仍比较大。白垩纪中期(130~125 Ma)形成了以郭家岭等为代表的相对深源的花岗闪长质岩浆以小岩体或岩株形式侵位,表明了地幔的上涌,地壳的减薄。随着持续的地幔物质的上涌,地壳逐渐拉张,花岗岩体的抬升、去根,以及在重力均衡作用下形成花岗岩体的隆升以及相应的拆离构造。地幔上隆、壳幔相互作用、地壳的逐渐拉伸减薄的发展导致了胶东地区中深构造层次韧性变形的发育,浅表构造层次的断陷盆地和脆性断裂的形成。

胶东地区的地壳减薄过程以及相应产生的构造形迹由郯庐古裂谷及胶莱盆地的沉积记录和发育过

程可推知。根据同沉积断层确定的区域伸展方向,早白垩世早期(135~120 Ma),莱阳群发育记录了区域伸展方向为 NW—SE 向,晚期青山组和大盛组沉积期(120~106 Ma),区域伸展方向为近 W—E 向,与郯庐断裂带几乎垂直(图 2)。与伸展方向相垂直发育的 NNE,NE 向张性断裂成为同期壳幔演化所产生的成矿热液的上升通道和赋存空间。同期也是胶莱盆地、郯庐古裂谷发育和发展的重要时期。郯庐古裂谷主要特征表现为:沿郯庐断裂带及其两侧的断陷盆地发生大规模的中基性、中酸性火山喷发,形成了青山组 4 个火山喷发旋回;随后沿郯庐断裂带中段形成了“两堑夹一垒”构造格局的沂沭裂谷系。至早白垩世末期(106~88 Ma),区域构造应力场性质发生转化,在 NW—SE 向挤压应力场作用下,郯庐古裂谷开始消亡,早期断陷盆地和裂谷盆地发生构造反转,沿主要边界断裂带发生强烈的挤压收缩和挤压平移变形<sup>[23]</sup>。

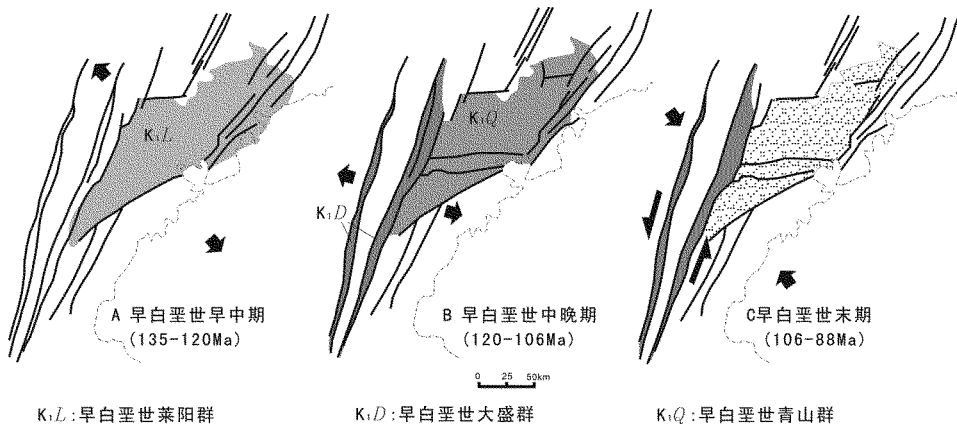


图 2 早白垩胶东构造应力伸展方向演变(据张岳桥,2006)

早白垩世,NW 向及近 EW 向的构造伸展形成了胶东地区 NE 向、NNE 向的张性断裂,与同时期的中国东部地壳减薄形成的成矿作用相匹配,为金矿的形成提供了运移通道、容矿空间。

### 2.3.2 成矿作用

伴随着 NW—SE 向以及近 W—E 向的区域伸展,在胶东地区大量的发育一组 NNE,NE 走向断层,其为地幔物质侵位(区域和矿区大量 125~110 Ma 的 NNE 和 NE 向基性或煌斑岩墙)及金矿成矿热液的运移和沉淀提供了通道和场所。伴随着岩石圈的伸展减薄,岩石圈底部存在着大量的拆沉、熔融。古陆核中含高丰度值 Au 的岩石大规模重熔,在元素分异过程中 Au 元素大量富集、为胶东地区

大规模的金矿形成提供了丰富的物质基础,含矿热液在岩浆期后地壳隆升过程中,沿岩浆上升、侵入的通道,深大断裂上升,进入到 NNE 向张性断裂中,沉淀成矿,形成了密集成带的含金岩脉群。需要指出的是如此大规模的金成矿作用必须有与其相匹配的岩浆活动,才能够达到 Au 元素大量富集的效果。同时 Au 元素的富集应该是在短期内形成的,否则根据 Au 的化学性质,长期的构造作用只会使地壳中 Au 的含量逐渐贫化,不可能富集后长期保存,现今中生代以来形成的年轻的洋壳中 Au 的丰度值明显降低就是一个很好的说明,认为胶东金矿存在多个富集阶段的认识,从大规模成矿的角度来看是值得重新思考的。从另一角度来说,胶东地区能形成

大规模金矿的前提条件,应该是太古宙古陆核形成以后,直至中生代没有受到大的触及到整个岩石圈物质组成的构造活动的影响,从而保存了金矿形成的物质基础。

胶东地区中生代与金成矿作用相配套的岩浆活动有早期的以玲珑花岗岩为代表的重熔型花岗岩,中期以郭家岭花岗闪长岩为代表的同熔型花岗岩,以及后期海阳、崂山等 A 型花岗岩以及花岗斑岩、闪长玢岩、煌斑岩等,其先后顺序及岩性组合关系记录了岩石圈由厚到薄的过程。全岩主量和微量元素以及放射成因同位素、单矿物氧同位素分析指示,这些中生代花岗岩是古老陆壳物质重熔以及壳幔混合作用的产物。全岩 Sr - Nd 同位素和锆石 Lu - Hf 同位素分析结果,结合继承锆石 U - Pb 年龄显示,玲珑岩体的源区物质主要来源于中太古代、新太古代和古元古代地壳物质,同时玲珑岩体中 3 110 ~ 3 440 Ma 继承锆石年龄,显示该区下伏有比胶东群更古老的中太古代硅铝壳<sup>[6]</sup>。郭家岭岩体的源区物质主要是古元古代和新太古代地壳物质<sup>[24]</sup>。

### 2.3.3 成矿时代

胶东矿集区大规模成矿作用发生在 140 ~ 100 Ma,以 130 ~ 110 Ma 为高峰<sup>[1]</sup>。通过时间上的对应性,来确定成矿作用与岩浆活动关系,大体有以下几种认识:总体来看,胶东地区金矿成矿作用明显晚于玲珑(160 ~ 150 Ma)、昆嵛山和滦家河黑云母花岗岩的成岩时代。以郭家岭为代表的花岗闪长岩的 SHRIMP 锆石 U - Pb 年龄为 130 ~ 126 Ma<sup>[25]</sup>和黑云母<sup>40</sup>Ar - <sup>39</sup>Ar 年龄为(124.5 ± 0.4) ~ (124.0 ± 0.4) Ma<sup>[26]</sup>,与矿化时代比较接近,因而近几年大家总是将它与成矿联系在一起。但是有研究者认为花岗闪长岩的成岩时代比成矿时代也早出 16 ~ 3 Ma,而且与之有关的钠长石化同与矿化有关的钾长石化和黄铁绢英岩化相左,其氢同位素特征与矿石的氢同位素特征差距明显,从而基本上排除它与成矿作用的成因联系<sup>[27]</sup>。也有研究者认为相比之下,成矿作用与岩墙在时间上和空间上更具有一致性。煌斑岩墙和中基性岩墙广泛出现于几乎各个金矿区,成岩时代 123 ~ 103 Ma 与金矿成矿时代几乎完全吻合<sup>[1]</sup>。这些岩墙明显富 Ba, Sr, Rb, K, LREE 等大离子元素,强烈亏损 Cr, Ni 及相对亏损 Th, Nb, Ti, Y 等高场强元素,体现岩浆源区为富集地幔<sup>[28]</sup>,而且煌斑岩的后期蚀变以黑云母化为特征,这与成矿

过程表现出的钾化特点相同。还有研究者认为:金矿的同位素年龄位于伟德山花岗岩年龄值高峰段范围内,伟德山花岗岩岩浆活动是导致金矿成矿的直接因素<sup>[29]</sup>。

以上众多观点各有不同的依据,但又相互矛盾,说明单从时间的耦合性上来确定成矿作用与岩浆活动的关系似乎过于简单,需要更多角度的综合性条件约束,从而提供一个更加合理的解释。

### 2.3.4 成矿深度

吕古贤等(1996)在构造静水压力方法指导下测算了玲珑-焦家式金矿的成矿深度<sup>[30]</sup>。测得焦家金矿在 105 ~ 100 Ma 左右成矿深度为 1 632.4 ~ 2 243.6 m 左右;玲珑金矿田约 213 Ma 时的构造带蚀变矿化作用形成深度约 3 454.97 m;约 100.28 Ma 其西山 NEE 向构造矿带在深约 1 912.4 m 形成;其后约 80.67 Ma, NE 带在约 1 091.0 m 深处成矿;而 71.89 Ma 左右形成当时距地表约 720.6 m 处的现今地表矿化蚀变带,九曲矿区阜山矿段目前主要矿量发育在现今地表以下 600 m 左右。总体认为该类型金矿主要成矿深度大致在 1 500 ~ 3 500 m 范围,集中于 2 500 m 左右,属中浅矿床。根据计算结果推断上述矿区已经剥蚀的矿量少,深部资源潜力很大,并且这些隐伏矿床在不同构造蚀变矿化带中的分布深度并不相同,即使是在同一矿田之中,也不相同。

### 2.3.5 成矿类型

与成矿作用相对应,胶东金矿床的类型形式多样,且明显地表现出与周围围岩的岩性无关,而与成矿环境(温压条件)、构造样式、赋存空间有关。具体的表现形式有:破碎带蚀变岩型(焦家式)、含金石英脉型(玲珑式)、硫化物石英脉型(邓格庄式)、层间滑脱拆离带型(杜家崖式)等,此外还有一些其他类型,例如:节理密集带型(河西式)、蚀变砾岩型(发云乔式)、盆缘韧脆性剪切带型(蓬家乔式)<sup>[31]</sup>。众多的成矿模式有一个共同的特性,都是成矿热液在中浅环境下,沿构造通道上升充填形成;所不同的是不同矿床类型是在不同的构造、围岩环境中,不同的构造部位,不同的赋存空间、不同的温压条件下充填交代、沉淀堆积形成的,反映了容矿空间的多样性。

### 2.3.6 成矿期后的改造

在鲁东地区,伴随胶东地区成矿期及成矿期后是中、新生代巨大的盆山构造演化。相应形成了胶

南隆起带,胶莱盆地、胶北隆起带,构成了鲁东地区盆、岭相间的地貌格局。

成矿期及成矿期后的构造演化对于矿体的改造体现在矿体的赋存和保存方面。由玲珑金矿不同成矿期矿体的成矿深度可以看出(图 3),成矿过程中明显的伴随着胶北隆起带的隆升过程。同时,在成矿期后也存在着隆升,现今位于近地表的金矿田在成矿期都处于地下不同的深度环境中,正是由于后期的隆升、剥蚀,金矿田才在近地表暴露,成为现今的勘查目标。

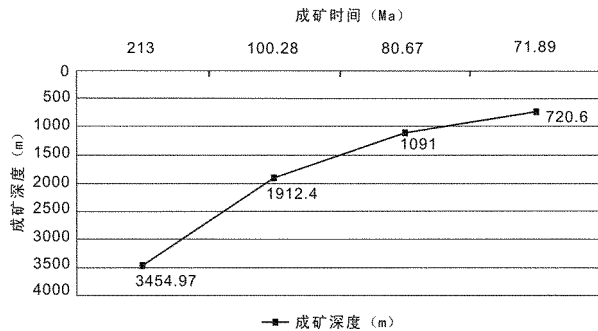


图 3 玲珑金矿田不同成矿期成矿深度变化趋势  
(据吕古贤,1997 资料)

### 3 成矿模式

综合以上的分析,结合中生代华北地区东部的构造演化特征,可以将胶东地区金矿成矿演化分为以下几个阶段(图 4)。

(1) 侏罗纪早期,中国东部受前期造山和陆内挤压作用影响,岩石圈厚度巨大。随后,中国东部地区经历了由古亚洲洋构造域向环太平洋构造域过渡、转换以及环太平洋构造体制的建立和发展的过程。构造应力场由挤压转变为伸展。

(2) 晚侏罗世(约 160~150 Ma),胶东地区受到 NW—SE 拉伸,厚大的岩石圈处于造山期后的伸展垮塌过程。在岩石圈的表层,发育了一系列的 NE, NNE 向的断裂构造,同时受构造活动的影响和控制,发育了 NE 向展布的一系列壳源二长花岗岩(玲珑等花岗岩体形成期)。在岩石圈底部,伴随地壳的拉伸存在造山带的去根,地幔岩石圈的拆沉、部分熔融,地幔流体的上涌等一系列深部构造作用,造成岩石圈的逐渐减薄。

(3) 早白垩纪(130~125 Ma),在深构造层次,随着地幔软流圈的持续上涌,岩石圈的逐渐减薄,位

于底部的地幔岩石圈逐渐被拆沉、熔融。下地壳的太古宙、元古宙形成的古陆核及古陆壳开始参与到壳、幔作用中,重融的下地壳与地幔物质混合上升形成相对深源的以郭家岭岩体为代表的壳幔混源花岗岩。在表构造层次,NNE,NE 向构造继续发育,同时受重力均衡作用的影响,在胶莱地区与地幔上涌相对应形成了与深部呈镜像对称的近 NE 向延伸的胶莱盆地。

(4) 约 135~100 Ma 为胶东金矿床的主要成矿期(陈衍景等,2004)<sup>[1]</sup>,下地壳熔融分异出的 Au 元素沿地壳伸展形成的构造通道,包括直达岩石圈底部的深大断裂,岩浆上涌通道上升,并在岩石圈伸展过程中发育的 NE,NNE 向的断裂构造及韧性构造带以及岩体与围岩间的接触破碎带中沉淀,形成了形式多样的构造控制的内生金矿床。而更多的 Au 元素则随着分异和地幔循环,逐渐进入地核中。同期发育的众多的幔源基性煌斑岩脉,为岩石圈减薄、地幔上涌的结果。

(5) 早白垩世晚期至新生代中国东部造山期后的伸展逐渐结束,同时受周边板块的影响构造应力场发生转变,由伸展转为挤压。NE,NNE 向的断裂构造由开放转为关闭,同时在下地壳逐渐增生新的岩石圈。胶东地区的金成矿作用结束,同样在重力均衡的作用下,已经形成的金矿体伴随着花岗岩体逐渐抬升、剥蚀。现今胶西北地区的金矿床为部分剥蚀残留体。

### 4 结论

由以上分析可以看出,胶东矿集区金矿形成的根本原因与区域内中生代构造体制转折作用有关,是中生代构造体制转折的表现形式之一。胶东矿集区内各类型金矿是在同一成矿背景下形成的矿床。以这种认识为基础,首先可以说明胶东或者整个山东地区广泛分布金矿化点原因;其次在统一的构造背景下,成矿热液沿构造通道上升形成了形式多样的热液矿床,矿床分布不受岩性控制,而与同期的构造活动密切相关。地球分异早期形成的中生代早期位于下地壳的具有较高金丰度值的太古宙古陆核及元古宙古陆壳才是胶东地区金成矿作用的物质基础(矿源岩)。成矿过程中由于壳、幔相互作用导致了成矿流体成分复杂、来源多样。

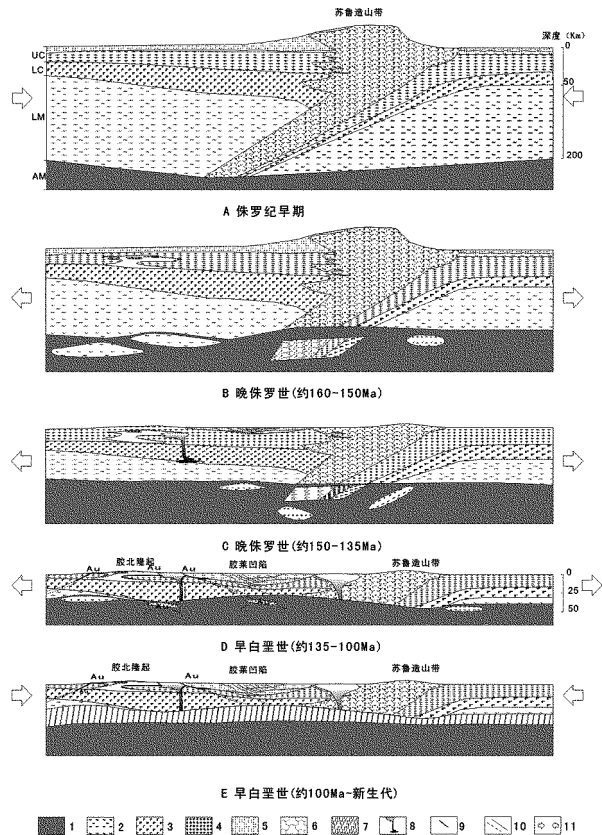


图 4 胶东地区金矿成矿模式

1—地幔软流圈 (AM); 2—上地幔岩石圈 (LM); 3—下地壳 (LC, 以太古宙地核为主); 4—上地壳 (UC, 以太古宙壳岩为主); 5—古生代、中生代沉积盖层; 6—苏鲁造山带; 7—新生岩圈; 8—中生代岩浆侵入体; 9—金矿床; 10—脆性断裂、韧性剪切带; 11—构造应力场方向

## 5 讨论

胶东地区以往的金矿勘查主要是以物探、化探等常规勘查技术支撑的。随着近地表资源的枯竭, 深部勘查势在必行, 但常规手段受到限制, 勘查难度逐渐加大, 进一步勘查需要转变思路。胶东地区多年来积累的众多的研究成果和勘查经验为系统的进行金矿成矿系统研究奠定了详实的基础。深刻理解成矿机制, 精细刻画成矿过程, 在成矿理论指导下, 拓展勘查思路, 明确远景勘查范围, 明晰勘查目标是制定进一步勘查方向、确立勘查手段的基础。

通过成矿系统的分析, 胶东地区金矿进一步的勘查方向应该立足在以下 3 个认识基础之上: ①胶东地区金矿富集区的形成是在中生代同一成矿背景下形成的, 与区域内中生代构造体制转折作用有关, 也是中生代构造体制转折的表现形式之一。②金矿

的形成受构造控制, 矿床类型与容矿空间相关而与围岩无关。③成矿期后, 胶东地区受到了明显的构造改造, 现今存在的金矿田所呈现的面貌是改造后的结果, 它包括位于胶北隆起带上由于改造而出露的矿体, 也包括未出露的深部隐伏矿体。

基于以上认识, 新的勘查方向在勘查范围上不应该只局限于胶北隆起带上, 同时与之对应勘查的矿床类型也应该具有多样性, 勘查手段需要多样化。

致谢: 该文撰写中得到于学峰等专家的帮助, 在此表示感谢, 同时也感谢审稿专家提出的宝贵修改意见。

## 参考文献:

- [1] 陈衍景, 陈华勇, ZawK, 等. 中国陆区大规模成矿的地球动力学: 以矽卡岩型金矿为例[J]. 地质前缘, 2004, (11): 57-83.
- [2] 陈衍景, Franco PIRAJNO, 赖勇, 李超. 胶东矿集区大规模成矿时间和构造环境[J]. 岩石学报, 2004, 20(4): 907-922.
- [3] 范宏瑞, 胡芳芳, 杨进辉, 翟明国. 胶东大规模金成矿作用构造-岩浆-流体动力学背景[A]//全国岩石学与地球动力学研讨会论文集[C]. 2006.
- [4] 关康, 罗镇宽, 苗来成, 等. 胶东招掖郭家岭型花岗岩锆石 SHRIMP 年代学研究[J]. 地质科学, 1998, 33(3): 318-328.
- [5] 郭敬辉, 陈福坤, 张小曼, 等. 苏鲁超高压带北部中生代岩浆侵入活动与同碰撞-碰撞后构造过程: 锆石 U-Pb 年代学[J]. 岩石学报, 2005, 21(4): 1281-1301.
- [6] 罗镇宽, 苗来成. 胶东招掖地区花岗岩和金矿床[M]. 北京: 冶金工业出版社, 2002: 1-143.
- [7] 韩吟文, 马振东. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2003: 1-370.
- [8] 李春昱, 刘仰文, 朱宝清, 等. 秦岭及祁连山的构造发展史[A]//国际交流地质学术论文集(1)[C]. 北京: 地质出版社, 1978: 174-187.
- [9] 李士先, 刘长春, 安郁宏, 等. 胶东金矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 2007: 1-422.
- [10] 吕古贤. 山东玲珑金矿田和焦家金矿田成矿深度的测算与研究方法[J]. 中国科学(D辑), 1997, 27(4): 337-342.
- [11] 吕古贤. 胶东玲珑-焦家式金矿床矿源岩系(序)列研究[J]. 地质地球化学, 2001, 29(3): 140-143.
- [12] 毛景文, 李厚民, 王义天, 等. 地幔流体参与胶东金矿成矿作用的氢氧碳硫同位素证据[J]. 地质学报, 2005, 79(6): 839-857.
- [13] 苗来成, 罗镇宽, 黄佳展, 等. 山东招掖金矿带内花岗岩类侵入体锆石 SHRIMP 研究及其意义[J]. 中国科学(D辑), 1997, 27(3): 207-213.
- [14] 苗来成, 罗镇宽, 关康, 等. 玲珑花岗岩中锆石的离子质谱 U-Pb 年龄及其岩石学意义[J]. 岩石学报, 1998, 14(2): 198-206.

- [15] 宋明春, 崔书学, 周明岭, 等. 山东焦家矿区深部超大型金矿床及其对“焦家式”金矿的启示[J]. 地质学报, 2010, 84(9): 1349-1358.
- [16] 孙景贵, 胡受奚, 姚凤良, 等. 初论胶东地区金矿成矿模式[J]. 矿床地质, 2000, (19): 26-36.
- [17] 沈保丰, 毛德宝, 李俊健. 中国绿岩带金矿床的时空分布[J]. 华北地质矿产杂志, 1996, 11(3): 385-392.
- [18] 涂光炽, 丁抗. 全球第三条汞锑矿带-秦岭-中亚西亚汞锑成矿带[A]//地球化学文集[C]. 北京: 科学出版社, 1986: 8-13.
- [19] 王德滋, 任启江, 丘检生. 中国东部与中生代陆相火山作用及其有关金成矿的地质学和地质化学[A]. //胡受奚, 王鹤年, 王德滋, 张景荣(主编). 中国东部金矿地质学及地球化学[C]. 北京: 科学出版社, 1998: 267-338.
- [20] 杨敏之, 吕古贤. 胶东绿岩带金矿地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1996: 1-228.
- [21] 张田, 张岳桥. 胶北隆起晚中生代构造-岩浆演化历史[J]. 地质学报, 2008, 82(9): 1210-1228.
- [22] 翟裕生, 彭润民, 向运川, 等. 区域成矿研究法[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1997: 1-183.
- [23] 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 等. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2001: 1-885.
- [24] 张本仁, 高山, 张宏飞. 秦岭造山带区域地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2002: 1-187.
- [25] 张岳桥, 李金良, 张田, 等. 胶莱盆地及其邻区白垩纪-古新世沉积构造演化历史及其区域动力学意义[J]. 地质学报, 2008, 82(9): 1229-1257.
- [26] 张娟, 郑永飞, 赵子福. 山东半岛中生代花岗岩的元素和同位素地球化学研究[A]//全国岩石学与地球动力学研讨会论文集[C]. 2009.
- [27] 张增杰, 陈衍景, 陈华勇, 等. 天山海西期不同类型花岗岩类岩石化学特征及地球动力学意义[J]. 矿物岩石, 2003, 23(1): 15-24.
- [28] Li H M, Mao J W, Shen Y C et al. Ar-Ar ages of K-feldspar and quartz from Dongji gold deposit, northwest Jiaodong, and their significance[J]. Mineral Deposit, 2003, (22): 72-77.
- [29] Tu G Z, Zhang Y Q, Zhao Z H. Preliminary studies on two alkali-rich intrusive belts in South China[A]. In: Xu K Q, Tu G Z (eds.). Geology of Granites and their Metallogenic Relations[C]. Beijing, Science Press, 1982: 33-54.
- [30] Sun W D, Li S G, Chen Y D, Li Y J. Timing of Synorogenic granitoids in the South Qinling, Central China: Constraints on the evolution of the Qinling-Dabie orogenic belt[J]. J. Geol., 2002, (110): 457-468.
- [31] Yin A, Nie S Y. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions[A]. In: Yin A, Harrison T M (eds.). The tectonic Evolution of Asia[C]. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1996: 442-485.

## Analysis on Gold Mineralization System in Shandong Province

SHAN Wei<sup>1,2</sup>, ZHANG Zengqi<sup>1,2</sup>, CHENG Guangsu<sup>1,2</sup>, SUN Weiqing<sup>1,2</sup>, ZHANG Wenjia<sup>1,2</sup>

(1. Shandong Institute and Laboratory of Geological Sciences, Shandong Jinan 250013, China; 2. Key Laboratory of Geological Mineralization processes of Metal Minerals and Resources Utilization in Shandong Province, Shandong Jinan 250013, China)

**Abstract:** Jiaodong Mesozoic gold deposit within the formation of many types, are widely distributed. Article from the perspective of ore-forming system components to the type of gold deposit, occurrence, distribution characteristics, such as forming the basis of depth, combined with the Mesozoic regional tectonic setting, structural evolution, focusing on the Shandong gold mineralization sources, mineralization, mineralization period transformation. Shandong Gold Mining pool is the root cause of the formation of Mesozoic tectonic regime on the transition region, the Mesozoic tectonic regime transformation is one of the manifestations. Various types of gold deposits in the context of a unified structure, ore-forming fluids rise along the channel structure formed by a variety of hydrothermal deposits, deposit distribution from lithology, and tectonic activity and is closely related to the same period. Earth differentiation in the early formation of the early Mesozoic lower crust has a high degree of value Jinfeng ancient Archean and Proterozoic continental nucleus is Jiaodong ancient continental crust material basis of gold mineralization (ore source rocks). Ore-forming process because of the crust, mantle interaction leads to forming fluid component complex, diverse sources. Jiaodong future gold exploration, and has broad prospects, future exploration should be guided by the theory, efforts to expand the exploration of patterns and types of mineral deposits.

**Key words:** Gold deposits in Shandong province; ore source rocks; mineralization model